Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی وکانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارۀ دوم، تابستان ۱۴۰۳، از صفحۀ ۲۵۷ تا ۲۷۴

تأثیر دگرسانی بر کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین منطقه قیزیلیق ـ شمال سراب (شمال غرب ایران)

رقیه فتحی[۱]، محسن موید[*۱]، نصیر عامل[۱]، محمد فدائیان[۲]، امین اله کمالی[۳]

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.

۳- گروه باستان سنجی و علوم طبیعی، پژوهشکده حفاظت و مرمت آثار تاریخی-فرهنگی، پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۶/۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۸/۲۸)

چکیده: منطقه مورد بررسی در شمال‌غرب ایران، استان آذربایجان‌شرقی و حدود ۳۰ کیلومتری شمال‌شهرستان سراب قرار دارد. این منطقه بخشی از پهنه ساختاری البرز است. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و صحرایی، سنگ‌شناسی منطقه شامل توده نفوذی کوارتزمونزونیت پورفیری، توده گرانودیوریت پورفیری، دایک‌های برآمده از توده گرانودیوریت پورفیری و بازالت‌ها است. کانی‌شناسی اصلی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپارپتاسیم، کلینوپیروکسن، بیوتیت و آمفیبول است و کانی‌های دگرسانی در سنگ‌های مورد بررسی سریسیت، کلریت، کائولینیت و اکسیدهای آهن بوده و اغلب دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و خال خال هستند. مهمترین دگرسانی‌های موجود شامل پهنه‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک هستند. کانی‌های سولفیدی دیده شده در منطقه بیشتر پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و مولیبدنیت هستند که در برخی مقاطع، به اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن (هماتیت) تبدیل شده‌اند. بافت کانه‌زایی اغلب دانه پراکنده (افشان) و رگچه‌ای است. بررسی تغییرات عناصر خاکی نادر و عناصر کمیاب توده‌های پورفیری نشانگر ناهنجاری‌های مثبت از عناصر Li, Pb, Th, U و ناهنجاری منفی از عناصر P, Zr, Ti, Nb **است**. غنی‌شدگی مشخصی از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (LREE/HREE) به چشم می‌خورد. نسبت Eu/Eu* در نمونه‌های دگرسان شده کمتر از نمونه سالم بوده و نسبت Ce/Ce* برای نمونه سالم و اغلب نمونه‌های دگرسان شده تقریباً یکسان است. افزون بر این، عوامل جدایش $(La/Yb)_N$ ، $(La/Sm)_N$ و $(Gd/Yb)_N$ در نمونه‌های دگرسان شده بیشتر از نمونه سالم است. عناصر خاکی نادر سبک روند افزایشی را نشان می‌دهند و عناصر خاکی نادر سنگین طی فرایند دگرسانی در منطقه با افزایش و کاهش همراه بوده‌اند. غنی‌شدگی عنصر U و Th به احتمال بسیار ناشی از شرایط اسیدی و جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و نیز حضور در شبکه کانی زیرکن است. عناصری با شدت میدان بالا در بیشتر نمونه‌های دگرسان شده نسبت به سنگ خاستگاه غنی‌شدگی نشان می‌دهند و تنها در عنصر Hf تهی‌شدگی دارند.

واژه‌های کلیدی: *قیزیلیق؛ دگرسانی گرمابی؛ فیلیک؛ آرژیلیک؛ پروپیلیتیک؛ سراب؛ شمال غرب ایران.*

مقدمه

علم زمین‌شیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی درون زمین در دو بعد زمان و مکان سروکار دارد [۱]. بررسی‌های زمین شیمیایی جایگاه ویژه‌ای در پی جویی و شناسایی خاستگاه کانسارها دارند [۲]. در بررسی های زمین شیمیایی، پراکندگی عناصر در واحدهای سنگی مختلف و پهنه کانه‌دار، ارتباط و همبستگی عناصر به منظور درک رفتار زمین شیمیایی عناصر در کانی‌های اصلی و فرعی با هم مد نظر است. بر پایه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۱۲۵۱۱۹، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۷۵۶۸۰، پست الکترونیکی: Moayyed@tabrizu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

این عناصر و اطلاعات می‌توان تا حدی به محیط، شرایط و فرایند تشکیل کانسار پی برد. پراکندگی و تمرکز عناصر و ایزوتوپ‌های آنها و نسبت تفکیک هر یک در زمان تابع شرایط ویژه محیط از جمله Eh, pH، دما، فشار ایستابی و لیتواستاتیک و تمایل ویژگی‌های هر عنصر، مجموعه‌های عنصری هستند. در این پژوهش، براساس روابط صحرایی واحدهای سنگی، نتایج آزمایشگاهی و نیز اطلاعات بدست آمده از موارد مشابه، مواردی چون زمین‌شناسی منطقه، رده‌بندی پهنه‌های دگرسانی موجود، زمین شیمی و رفتار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب (تهی‌شدگی، غنی‌شدگی، تحرک یا عدم‌تحرک) و شرایط فیزیکوشیمیایی طی مراحل دگرسانی در منطقه قیزیلیق بر پایه داده‌های زمین شیمیایی به تفصیل بررسی شده‌اند. موضوع اساسی در این پژوهش، بررسی تغییرات زمین شیمیایی در سنگ‌های مورد بحث در پهنه‌های دگرسانی مختلف منطقه بوده است.

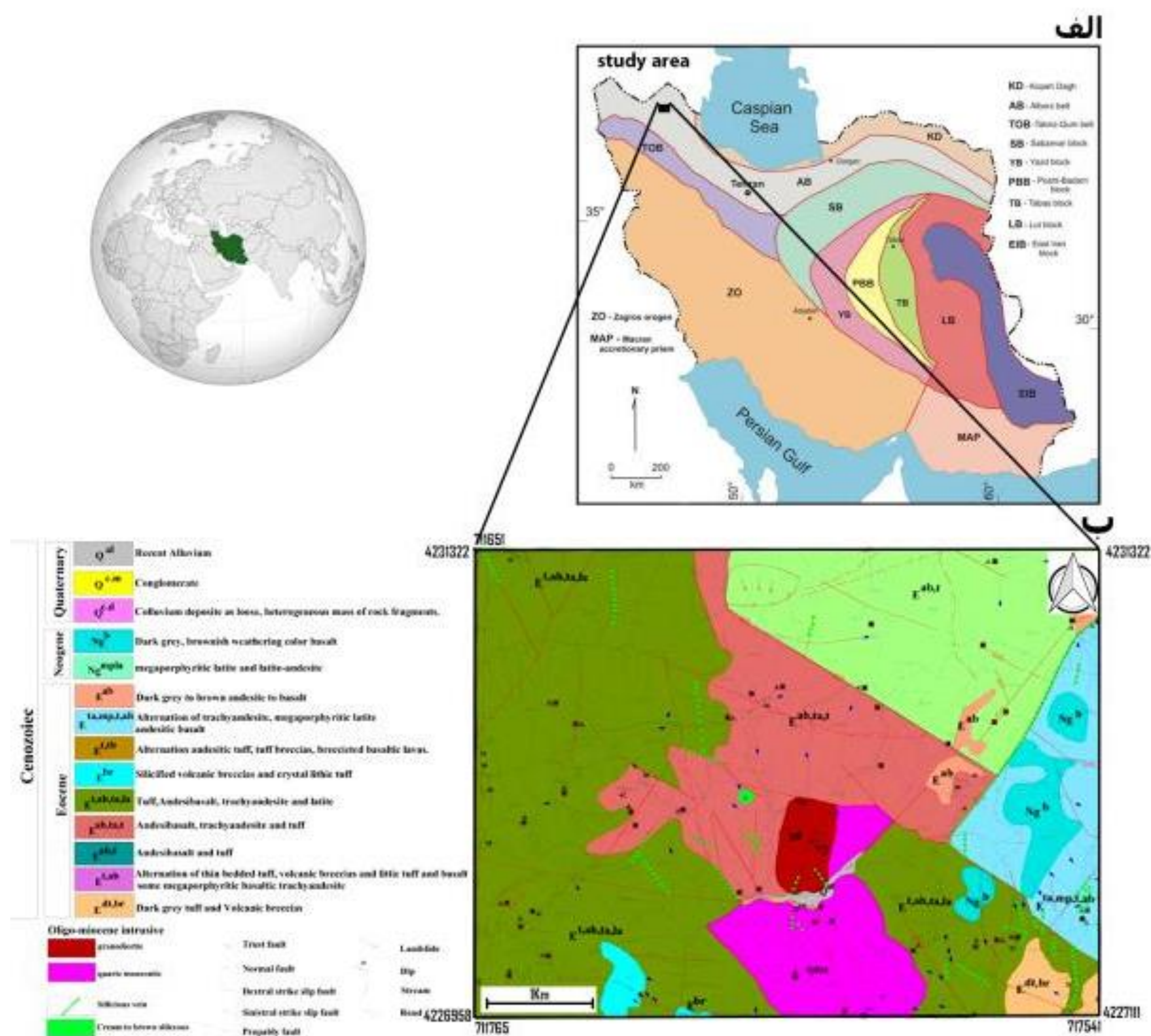
زمین شناسی عمومی

منطقه پی‌جویی قیزیلیق در استان آذربایجان‌شرقی و شمال شهرستان سراب واقع است. همچنین بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه مورد بررسی در پهنه البرز قرار دارد [۳]. رخنمون‌های عمده‌ی این منطقه شامل نهشته-های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن هستند که با توده‌های نفودی کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت قطع شده‌اند و دگرسانی گرمابی گسترده‌ای در سنگ‌های درونگیر ایجاد شده است[۴]. فعالیت‌های آذرین و به ویژه آتشفشانی در این منطقه پایان نیافته و در نئوژن با فعالیت‌های آتشفشانی و ترکیب لاتیتی تا بازالتی ادامه داشته است (شکل ۱). واحد توفی شامل توف‌های بلوری با ترکیب آندزیتی و بافت بلورآواری است و برش‌های آتشفشانی دربردارنده قطعه‌های زاویه‌داری از گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی در خمیره‌ی گدازه‌ای هستند و بافت آنها برشی است. این مجموعه در معرض توده‌ی نفوذی کوارتزمونزونیت پورفیری (شکل۲ الف)، دچار دگرسانی گرمابی شده و دگرسانی‌های پروپلیتیک– آرژیلیک در آنها گسترش یافته است. واحد گدازه‌ای آندزیت‌بازالتی، تراکی‌آندزیت تا لاتیت و توف بیشتر غرب و جنوب‌غرب منطقه را می‌پوشاند و اغلب سنگ میزبان توده کوارتزمونزونیت پورفیری منطقه است که در زیر واحدهای توف برشی، توف آندزیت دگرسان شده و توف سنگی برشی شده قرار دارد و دارای مرز گسله با واحدهای (تراکی آندزیت دگرسان شده، لاتیت مگاپورفیری، توف، برش، توف ماسه‌ای و آندزیت بازالت) است (شکل ۲ ب). توده‌ی کوارتزمونزونیت پورفیری در بخش مرکزی و جنوبی ورقه رخنمون یافته است و به احتمال بسیار ادامه‌ی آن از سمت جنوب از منطقه‌ی مورد بررسی خارج می‌شود. این توده به درون واحدهای ائوسن (توف، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، آندزیت، توف برشی شده و لاتیت) تزریق شده و مرز آن از سمت غرب با واحد توف، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت و لاتیت گسله است. این توده دستخوش دگرسانی شدید فیلیک شده و خود با دایک‌هایی با روند NW–SE و ترکیب گرانودیوریتی تا میکرودیوریتی قطع شده است، همچنین استوک کوچکی ازتوده‌ی گرانودیوریتی از سمت شمال با این توده برخورد گرمایی داشته و به درون آن تزریق شده است (شکل ۲ الف). توده‌ی گرانودیوریت در بخش مرکزی و مایل به بخش جنوبی ورقه به درون توده‌ی کوارتزمونزونیت پورفیری تزریق شده و خود دارای همبری گرمایی با واحد توف، تراکی آندزیت و آندزیت بازالت است. دایک‌هایی از این استوک به درون توده‌ی پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشان آواری ائوسن تزریق شده‌اند (شکل ۲ پ و ت). کانی‌سازی نوع مس- مولیبدن پورفیری قزیلیق در شمال سراب برای نخستین بار از این منطقه گزارش شده [۵] و در غرب این توده، توده مس پورفیری سوناجیل برای نخستین بار توسط حسین زاده و همکاران [۶] گزارش شده است. میزبان اصلی کانی‌سازی مس و مولیبدن نوع پورفیری در منطقه سوناجیل توده میکرودیوریت است. بیشتر کانسارسازی به‌صورت افشان و رگه- رگچه‌ای است [۷]. همچنین توده اینجه با ترکیب دیوریت و سینودیوریت به درون واحدهای سنگی قدیمی‌تر از جمله استوک نیمه آتشفشانی سوناجیل (ائوسن پسین الیگوسن پیشین) نفوذ کرده است [۹،۸]. تاکنون پژوهش اصولی پیرامون این توده انجام نشده است؛ از این رو در این پژوهش، سنگ‌شناسی، کانی-شناسی، کانی‌سازی و زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی توده نفوذی قیزیلیق به تفصیل بررسی شده است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

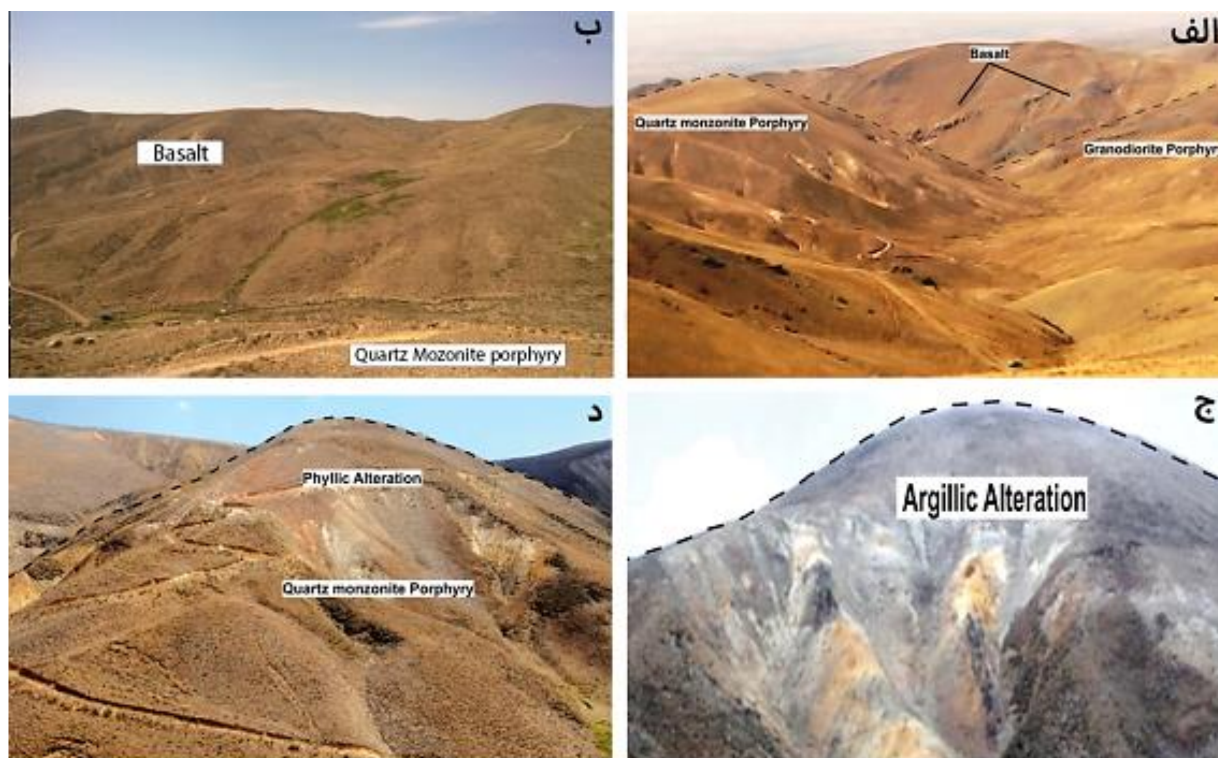
روش‌ها

پس از برداشت نمونه‌ها از رخنمون‌های سنگی در بررسی‌های صحرایی، مقاطع نازک در کارگاه سنگ‌بری دانشگاه تبریز تهیه شدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ قطبشی در دانشگاه تبریز برای ۱۸ نمونه از توده‌های نفوذی سالم و دگرسان شده انجام شد. ۱۲ عدد از نمونه‌های برداشت شده با آسیاب فکی با هسته فولادی پودر شده و برای تعیین مقدار عناصر اصلی و فرعی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و تعیین عناصر کمیاب به روش طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) به آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران در کرج ارسال گردیدند. نتایج تجزیه‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب با نرم‌افزارهای مختلف تحلیل آماری-زمین-شناسی شدند که در ادامه بخشی از این نتایج آمده است.



شکل ۱ الف- نقشه ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی در آن [۳]؛ ب- نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی [۴].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]



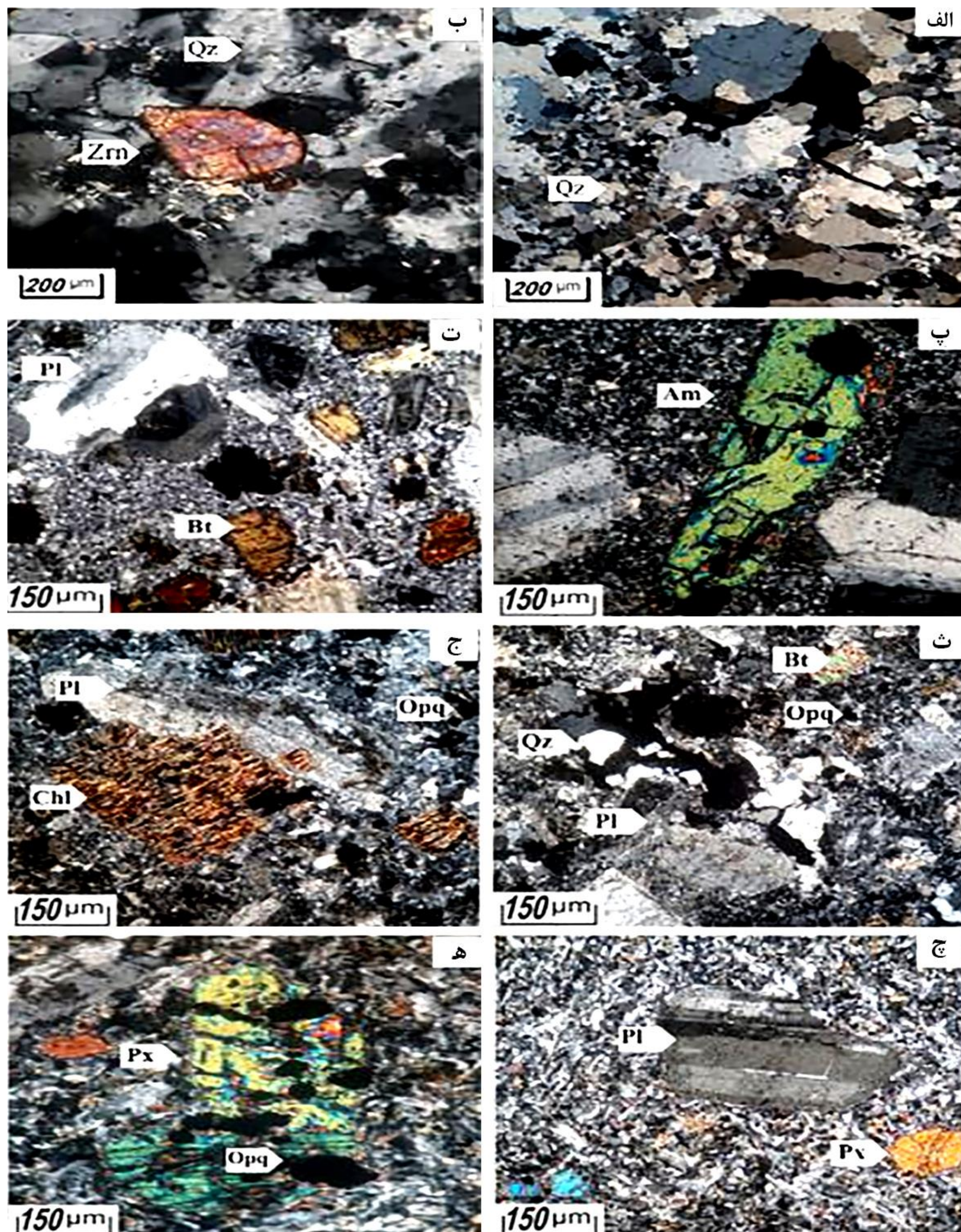
شکل۲ الف-کوارتزمونزونیت سمت چپ وگرانودیوریت‌ها سمت راست منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند؛ ب- موقعیت گدازه‌های بازالتی و توده کوارتز مونزونیت پورفیری؛ پ- نمایی از دگرسانی آرژیلیک در منطقه مورد بررسی؛ ت- نمایی از دگرسانی فیلیک در منطقه مورد بررسی که در ته دره رسیده به توده نفوذی قابل دیده است.

سنگ‌نگاری

کوارتزمونزونیت پورفیری: این سنگ‌ها در نمونه دستی متوسط دانه؛ بلورین و دارای ساخت توده‌ای هستند. برخی نمونه‌ها دگرسانی بسیار شدیدی از نوع دگرسانی فیلیک را نشان می‌دهند. در نمونه‌های میکروسکوپی، پلاژیوکلاز (۶۰- ۵۵ درصد) بصورت درشت بلورهای نیمه شکلدار تا بی‌شکل متوسط تا درشت (۵ میلیمتر) در خمیره ریزبلور سنگ پراکنده است. پلاژیوکلازها اغلب ماکل چندریخت دارند. در برخی مقاطع، این کانی‌ها در اثر دگرسانی به طور کامل سریسیتی شده‌اند. فلدسپارپتاسیم (۳۰- ۲۵ درصد) بصورت بلورهای ریز و نیمه‌شکلدار در خمیره سنگ قرار دارد که در بیشتر مقاطع سریسیتی شده است. کوارتز (۱۰-۱۵ درصد) بصورت دانه‌های درشت و ریز در خمیره سنگ وجود دارد و گاهی خاموشی موجی نشان می‌دهد. بیوتیت (۱۰- ۵ درصد) بصورت درشت بلورهای شکلدار و به رنگ قهوه‌ای تیره بوده و گاهی در برگیرنده زیرکن و آپاتیت است. بیوتیت‌ها در اثر فرایند دگرسانی تبدیل به کانی‌های تیره شده‌اند. زیرکن بعنوان کانی فرعی با برجستگی بالا و بصورت میانبارهایی درون بیوتیت دیده می‌شود. آپاتیت کانی فرعی بوده و بصورت کانی‌های سوزنی شکل است و بصورت میانبار درون بیوتیت‌ها دیده می‌شود. کانی ثانویه سریسیت است که از دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارها شکل گرفته است. بافت غالب، بافت پورفیریک با خمیره ریز بلور دربردارنده کوارتز، فلدسپارپتاسیم و پلاژیوکلاز است. در برخی قسمت‌ها، بافت دانه‌ای نیز دیده می‌شود که شامل دانه‌های هم اندازه است. توده پورفیری دچار دگرسانی شدیدی از نوع فیلیک ضعیف تا شدید شده است (شکل‌های ۳ الف و ب).

گرانودیوریت پورفیری: گرانودیوریت پورفیری به دو شکل توده‌ای و دایک دیده می‌شود. دایک‌ها با روند NW-SE به درون توده کوارتزمونزونیت پورفیری تزریق شده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به صورت بلورین قابل تشخیص بوده و دارای ضریب رنگینی در حد روشن با ساخت توده‌ای هستند. پلاژیوکلاز کانی اصلی است که ۶۰- ۵۵ درصد مقاطع را تشکیل داده و اغلب به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. پلاژیوکلازها دارای ماکل چندریخت، منطقه‌بندی ترکیبی و گاهی ماکل صلیبی هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]



شکل۳ الف- کوارتز مونزونیت که کوارتزهای ریز زمینه با رگچه‌ای سیلیسی قطع شده اند. ب- کوارتز مونزونیت پورفیری به همراه زیرکن و کوارتز،پ- گرانودیوریت پورفیری به همراه آمفیبول و کانی‌های کدر، ت- گرانودیوریت پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلازها به همراه میکاهای درشت در خمیره ریز بلور، ث- مونزونیت با میکاهای از نوع بیوتیت بهمراه پلاژیوکلازهای تقریباً سریسیتی شده، ج- مونزودیوریت به همراه بلورهای بیوتیت که به کلریت دگرسان شده‌اند چ- میکرودیورریت، پلاژیوکلاز دارای ماکل کارلسباد بهمراه پیروکسن در زمینه‌ای از بافت پورفیری و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، ح- میکرودیوریت، پیروکسن‌های دگرسان شده به اورالیت و کانی‌های کدر.

آنها در برخی قسمت‌ها سریسیتی شده‌اند. میانبارهایی از بیوتیت درون پلاژیوکلازها دیده می‌شود که بافت خال خال را تشکیل می‌دهند. فلدسپار پتاسیم حدود ۱۵- ۱۰ درصد را شامل می‌شود. ارتوکلاز در برخی مقاطع این سنگ‌ها به صورت کلان بلورهایی با ماکل دوقلو دیده می‌شود. در برخی مقاطع ارتوکلازها کمی کائولینیتی شده‌اند. کوارتزها به مقدار محدود ۲۵- ۲۰ درصد دیده شده‌اند، که بصورت دانه‌های ریز در خمیره‌ی ریز بلور از کوارتز، فلدسپار پتاسیم پرتیتی و پلاژیوکلاز قرار دارند. در برخی مقاطع، رگه‌هایی از کوارتز سنگ را قطع کرده‌اند. بیوتیت حدود ۱۰-۵ درصد سنگ را شامل می‌شود. بیوتیت بصورت بلورهای نیمه‌شکلدار و با اندازه ریز و متوسط تا درشت دیده می‌شود و دربردارنده میانبارهای زیرکن و آپاتیت است. در این نوع از سنگ‌ها، بیوتیت دارای قهوه‌ای رنگ است. در برخی بیوتیت‌ها، لبه سوخته وجود دارد که این لبه‌ها بافت کدرشده را نشان می‌دهند. گاهی بیوتیت بصورت میانبارهایی درون ارتوکلاز نیز دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها، بیوتیت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. کانی فرعی آمفیبول کمتر از ۵ درصد و بصورت بلورهای بلند و منشوری بوده که در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. مقدار آن کمتر از بیوتیت است. کانی فرعی زیرکن بصورت بلورهای کوچک با برجستگی بالا قابل شناسایی است و بصورت میانبار در بیوتیت‌ها دیده می‌شود. کانی فرعی آپاتیت بصورت بلورهای منشوری و سوزنی شکل و بصورت میانبار درون کانی‌های دیگر وجود دارد. کانی‌های ثانویه در اثر دگرسانی گرمابی در این سنگ‌ها بوجود آمده‌اند و شامل سریسیت، کلریت، به مقدار کمی کائولینیت هستند. سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها، کلریت از دگرسانی بیوتیت و آمفیبول و کائولینیت از دگرسانی ارتوکلاز شکل گرفته‌اند. در برخی مقاطع، کانی‌های بیوتیت و آمفیبول سالم هستند و دگرسان نشده‌اند. بافت پورفیری با خمیره ریز بلور دیده می‌شود. دگرسانی این سنگ‌ها در حد آرژیلیک متوسط است (شکل‌های ۳ پ-ت).

مونزودیوریت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به صورت خاکستری روشن قابل تشخیص بوده و دارای شاخص رنگ در حد نیمه روشن و بصورت سامانه دایکی هستند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها، بافت پورفیری با خمیره ریزبلور دیده می‌شود. کانی‌های اصلی سنگ را پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم تشکیل می‌دهند؛ از جمله کانی‌های فرعی می‌توان به کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، زیرکن و کانی‌های تیره و همچنین از کانی‌های ثانویه به سریسیت و کلریت اشاره نمود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۵- ٪۶۰٪) به صورت درشت بلورهای شکل‌دار و دارای ماکل چندریخت و منطقه‌بندی ترکیبی هستند. پلاژیوکلازها در برخی قسمت‌ها سریسیتی شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم ۲۰- ۱۵ درصد سنگ و اغلب خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند. در برخی مقاطع، درشت بلورهای ارتوز بصورت ماکل دوقلو دیده می‌شوند. آمفیبول ۱۰- ۵ درصد این مقاطع را تشکیل می‌دهد. آمفیبول‌ها بصورت درشت بلور و بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار و در اندازه تقریبی ۱ تا ۲ میلیمتر دیده می‌شوند و در بیشتر مقاطع به کلریت دگرسان شده‌اند. کانی فرعی کوارتز کمتر از ۵٪ این مقاطع را تشکیل داده و بصورت بلورهای بی شکل و ریز با خاموشی موجی در متن سنگ دیده می‌شود. کانی بیوتیت ۵- ۱٪ سنگ را تشکیل می‌دهد و بیشتر به کلریت و کانی‌های تیره دگرسان شده است. زیرکن از جمله کانی‌های فرعی بوده که به مقدار بسیار کم و بصورت بلورهای کوچک با برجستگی بالا قابل شناسایی است. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت و کلریت هستند. سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها و کلریت از دگرسانی بیوتیت و بیشتر آمفیبول شکل گرفته‌اند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها، بافت پورفیری با خمیره ریز بلور دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ث – ج).

میکرودیوریت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به صورت خاکستری تیره قابل تشخیص بوده و دارای شاخص رنگ در حد نیمه روشن هستند و بصورت دایک به درون کوارتزمونزونیت پورفیری تزریق شده‌اند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها، بافت ریزسنگی پورفیریک دیده می‌شود. کانی‌های اصلی سنگ را بیشتر پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، ریز بلورهای ریزسنگی و جریانی پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند، از جمله کانی‌های فرعی می‌توان به پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti و همچنین از کانی‌های ثانویه به سریست و کلریت اشاره نمود. کانی اصلی پلاژیوکلاز (۶۵- ٪۶۰٪) اغلب به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیم‌شکل‌دار و در برخی مقاطع دارای ماکل چندریخت، صلیبی و دارای منطقه‌بندی ترکیبی است. پلاژیوکلازها در برخی قسمت‌ها سرسیتی شده‌اند. پلاژیوکلازها در زمینه بصورت ریزسنگی و جریانی هستند. فلدسپارهای پتاسیم (٪۱۰- ٪۵) سنگ را تشکیل داده و در خمیره سنگ دیده می‌شوند. در برخی مقاطع، ارتوکلاز دارای

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

ماکل دوقلو است. کلینوپیروکسن (۱۰- ۵٪) بصورت درشت بلور در متن سنگ دیده می‌شود و بیشتر در لبه‌ها به اورالیت دگرسان شده است. کانی فرعی کوارتز حدود ۵- ۱٪ زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. آمفیبول (۵- ۱٪) کمتر از پیروکسن-ها قابل مشاهده است. بیوتیت (۵- ۱٪) بصورت درشت بلور بوده و در لبه‌ها ناپایدار و به کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده است. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت و کلریت هستند. سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها و کلریت از دگرسانی پیروکسن و آمفیبول شکل گرفته‌اند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها، بافت ریزسنگی پورفیریک دیده می‌شود (شکل‌های ۳ چ-ح).

دگرسانی‌ها

دگرسانی فیلیک متوسط تا شدید: این دگرسانی بیشتر در توده کوارتزمونزونیت پورفیری دیده می‌شود. در این توده، پلاژیوکلازها و فلدسپارپتاسیم به سریسیت دگرسان شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها، دگرسانی فیلیک ضعیف بوده و آثار فلدسپارهای اولیه تا حدی مشخص است. توده کوارتزمونزونیت پورفیری که بیشتر دچار دگرسانی فیلیک شده، دارای شکستگی‌های داربستی شدیدی است که این شکستگی‌ها بیشتر با پیریت و فراورده‌های برونزادی آن پر شده‌اند (شکل-های ۴ الف و ب). در گستره توده گرانودیوریت پورفیری در برخی قسمت‌ها، دگرسانی فیلیک شدید نیز دیده می‌شود.

دگرسانی آرژیلیک شدید تا متوسط: توده کوارتزمونزونیت پورفیری در برخی مناطق با دگرسانی آرژیلیک متوسط تا شدید همپوشی دارد. در برخی از نمونه‌ها، در اثر دگرسانی شدید آرژیلیک انباشتی از جاروسیت، هماتیت، لیمونیت و کانی‌های رسی تشکیل شده است. در نمونه‌هایی از گرانودیوریت‌ها در کنار گسل‌ها و پهنه‌های برشی، دگرسانی آرژیلیک شدید تا متوسط نیز گسترش یافته است. در این توده، دگرسانی‌های فیلیک- آرژیلیک قابل دیده هستند (شکل ۴ پ و ت).

دگرسانی پروپیلیتیک: از آنجاکه واحد گدازه‌های آندزیت‌بازالتی، تراکی‌آندزیت و توف از جنوب با توده‌های نفودی منطقه همبری گرمایی دارند، سنگ‌های این واحد در اثر سیال‌های برآمده از توده‌های نفودی و دمای آنها دچار دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند که با انباشت اپیدوت در خمیره‌ی سنگ و همچنین وجود کلریت مشخص می‌شود (شکل‌های ۴ ث، ج)

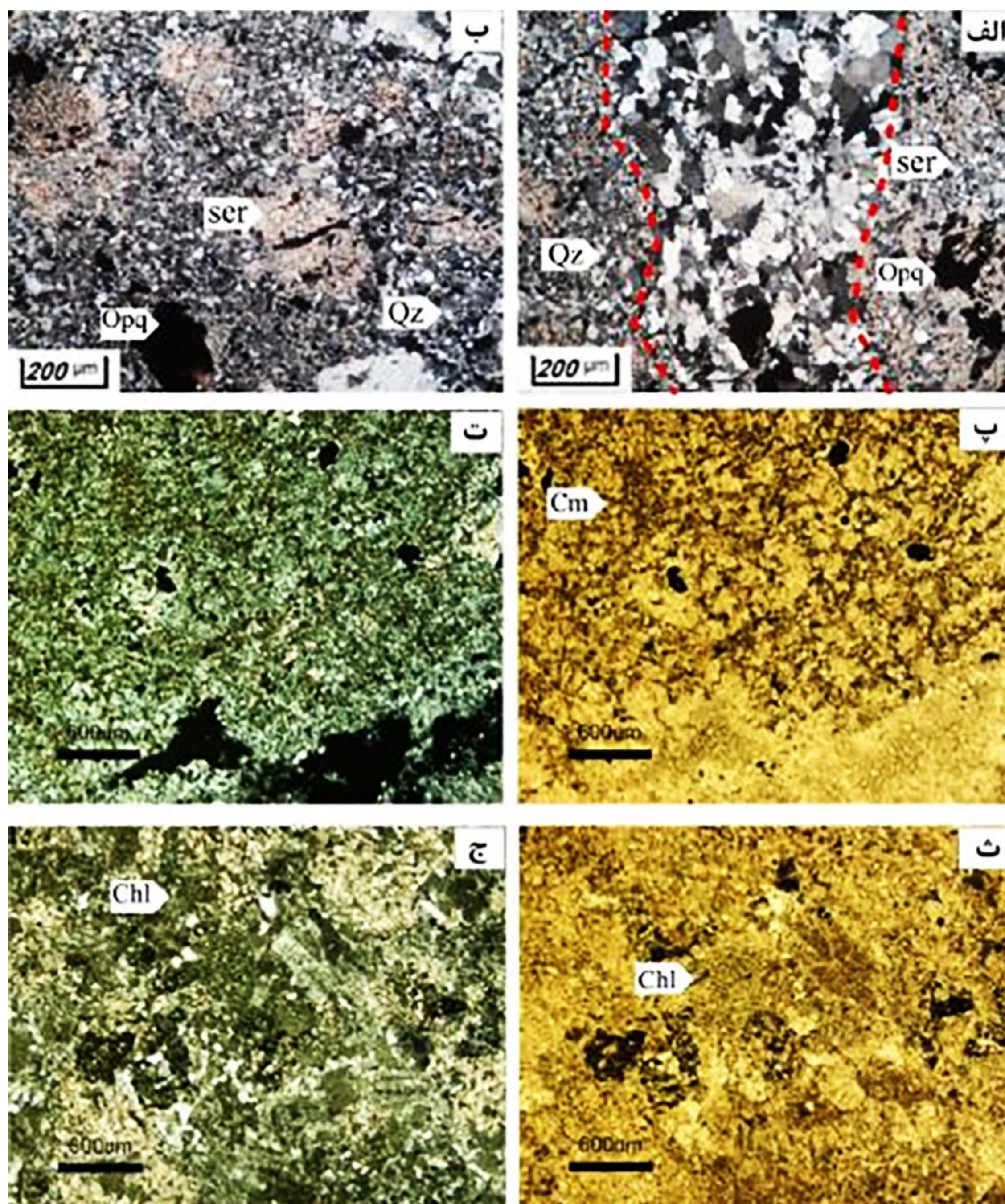
کانی‌نگاری

کانی‌زایی در منطقه مورد بررسی به دو صورت درونزاد و برونزاد رخ داده است. کانی‌سازی برونزاد می‌تواند بر بیشتر توده‌های معدنی اثر بگذارد، به این ترتیب که پس از تشکیل یک کانسار، بالاآمدن و فرسایش ممکن است آن را در معرض آب‌های زیرزمینی چـرخان قرارداده و در نتیجه بخشی از فلزهای آن بخش از توده معدنی در بالای سفره آب زیرزمینی را غنی کند. مجموعه کانی‌های درونزاد در این توده بصورت رگه- رگچه‌ای و افشان حضور دارند. گفتنی است که از میان توده‌های موجود در منطقه، توده‌های گرانودیوریت پورفیری و کوارتزمونزونیت دارای کانه‌سازی مس و مولیبدن هستند. مهمترین کانی‌های درونزاد قابل تشخیص در منطقه از نوع سولفیدی بوده و به ترتیب کاهش فراوانی شامل پیریت و کالکوپیریت هستند. کانی‌سازی سولفیدی، سولفوسالتی، اکسید و هیدروکسیدهای آهن در منطقه گسترش دارند. پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، تترائدریت- تنانتیت و مولیبدنیت از سولفیدهای اولیه منطقه هستند که فازهای ثانویه کالکوسیت، بورنیت، کوولیت، اکسیدهای آهن از دگرسانی آنها شکل گرفته‌اند. بافت کانه‌زایی اغلب دانه پراکنده (افشان) و رگچه‌ای است.

پیریت نخستین و فراوانترین کانی سولفیدی به رنگ زرد مایل به سفید و به صورت بلورهای شکلدار تا بی‌شکل با رخداد افشان و رگه‌ای است. این کانی فراورده دگرسانی فیلیک بخش-هایی از سنگ دیواره بوده که در اثر فرایندهای برونزاد به اکسی- هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده یا از لبه در حال تبدیل شدن به این کانی‌هاست (شکل‌های ۵ الف، ب). مهمترین کانی سولفیدی مس کالکوپیریت بوده و کانه اصلی فلز مس در منطقه مورد بررسی است. بلورهای این کانی بی-شکل بصورت ذرات بسیار ریز تا به نسبت درشت و بصورت افشان و رگچه‌ای دیده می‌شوند. بلورهای شکلدار پیریت گاهی از لبه‌ها با کالکوپیریت در حال جانشینی هستند. در برخی مقاطع، کالکوپیریت با کالکوسیت جانشین شده است و این دیده آن را تأیید می‌کند (شکل‌های ۵ الف، ب، پ). مولیبدنیت بصورت افشان است (شکل ۵ ت) و در برخی مقاطع صیقلی بعلت پولکی بودن مولیبدنیت و سایش آنها، آثاری از مولیبدنیت دیده می‌شود (شکل ۵ ث). کانی‌سازی مولیبدنیت بیشتر همراه با توده کوارتزمونزونیت است. اسفالریت بصورت بلورهای نیمه-شکلدار و بی‌شکل، بصورت پراکنده همراه با کالکوپیریت دیده

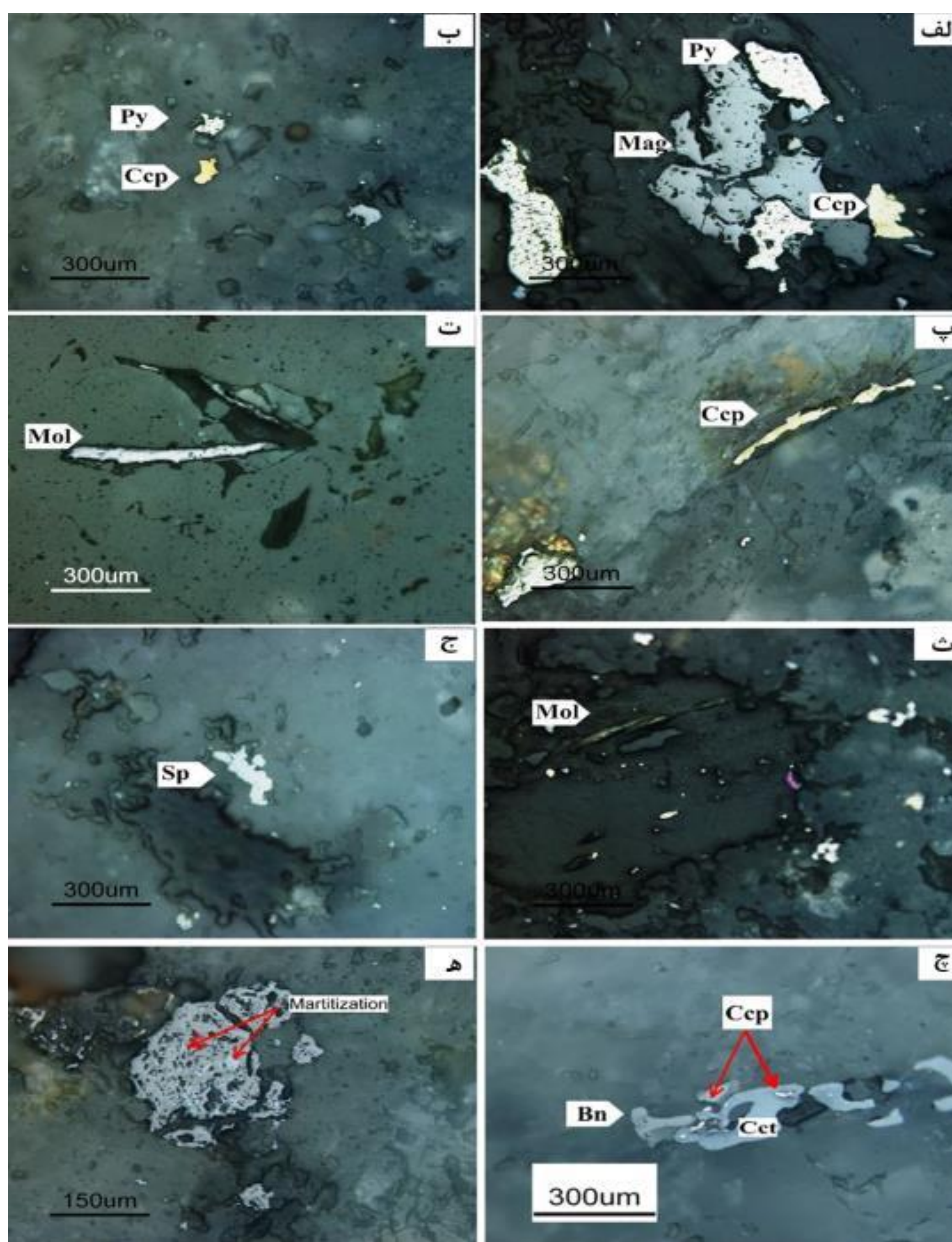
[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

می‌شود (شکل ۵ ج).تتراهدرایت تنها کانی سولفوسالتی است که بصورت بی‌شکل در اندازه‌های متفاوت و دانه‌ریز بهمراه کالکوپیریت و بورنیت دیده می‌شود. بررسی‌های کانی‌نگاری نشانگر تشکیل این کانی در مراحل پایانی فعالیت‌های گرمابی است. مگنتیت از مهمترین کانی‌های اکسیدی در این توده است و بصورت افشان دیده می‌شود (شکل ۵ الف). در برخی قسمت-ها، فرایند مارتیتی شدن و تبدیل‌شدگی به هماتیت قابل مشاهده است.



شکل۴ الف و ب-سریسیتی‌شدن در کانی‌های اولیه طی دگرسانی فیلیک در نور قطبیده متقاطع، (xpl)، پ و ت- ایجاد کانی‌های رسی طی دگرسانی آرژیلیک (به ترتیب در نور قطبیده صفحه‌ای، ppl، و ت- (xpl)، ث و ج- کلریتی‌شدن شدید (Chl) در اثر دگرسانی پروپیلیتیک (به ترتیب در ppl و (xpl)

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]



شکل۵ الف- پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت. ب- پیریت و کالکوپیریت با بافت افشان (دانه‌ای). پ– کانی‌سازی کالکوپیریت بصورت بافت رگه‌ای در توده گرانودیوریت پورفیری. ت- کانی‌سازی مولیبدنیت همراه با بافت افشان (دانه‌ای) در توده کوارتزمونزونیت. ث- مولیبدنیت که براثر سایش بصورت پولکی و ساییده شده است. ج- اسفالریت، چ- بورنیت بهمراه کالکوپیریت- کالکوسیت بصورت افشان بهمراه کالکوپیریت درون آن. ه- فرایند مارتیتی‌شدن.

بورنیت نیز از کانی‌های سولفیدی مس است که بصورت بی‌شکل در لبه‌های کالکوپیریت (شکل ۵ چ) و کانی کوولیت به مقدار کم پیرامون سولفیدهای اولیه از جمله کالکوپیریت دیده می‌شود. کالکوسیت از کانی‌های برونزاد مس در شرایط برونزایی است. این کانی در رخنمون‌های سطحی دیده نمی‌شود و به مقدار کم بصورت افشان و سولفیدهای اولیه پیریت و کالکوپیریت نیز بصورت میانبار درون آن وجود دارند (شکل ۵ چ). وجود اکسیدهای آهن در منطقه بیانگر شرایط اکسایشی در

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

منطقه است. هماتیت در لبه برخی از کانی‌های پیریت و کالکوپیریت دیده می‌شود. فرایند مارتیتی‌شدن در مگنتیت‌ها نیز قابل مشاهده است (شکل ۵ ه).

زمین شیمی

نتایج تجزیه ۱۲ نمونه مورد بررسی به روش‌های XRF برای عناصر اصلی و ICP-OES برای عناصر کمیاب در جدول ۱ آمده است.

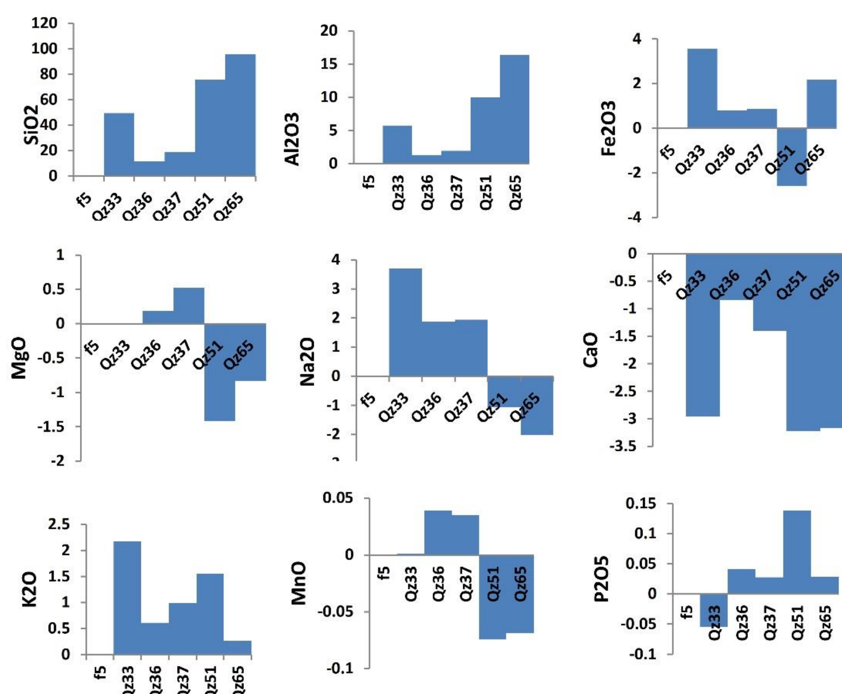
جدول۱ نتایج تجزیه نمونه ها به روش XRF برای عناصر اصلی و ICP برای عناصر کمیاب و فرعی ـبرحسب درصد وزنی).

Sample	Qz-5	Qz31	Qz-32	Qz-33	Qz-36	Qz-37	Qz-38	Qz-41	Qz-51	Qz-53	Qz65	Qz-85
SiO2	۶۷/۳۲	۶۵/۱۲	۸۶/۱۲	۷۰/۵۴	۶۷/۲۴	۶۸/۹۱	۶۵/۷۲	۶۷/۲۱	۷۵/۹۸	۶۶/۳۲	۷۴/۱۲	۷۱/۸۲
Al2O3	۱۵/۶۲	۱۵/۱۴	۹/۵۴	۱۲/۹۱	۱۴/۴۶	۱۴/۰۲	۱۳/۸	۱۵/۱۸	۱۳/۶۴	۱۷/۹۷	۱۴/۵۵	۱۱/۳۸
CaO	۳/۴۷	۱/۶۹	۰/۰۶	۰/۳۱	۲/۲۴	۱/۶۵	۰/۳۱	۱/۰۶	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۲/۲
Fe2O3	۳/۸۲	۵/۲	۱/۳۳	۴/۴۶	۳/۹۵	۳/۷۵	۷/۸۳	۴/۲۷	۰/۶۶	۱۰/۵۷	۲/۷۳	۴/۲۳
MgO	۳/۹۲	۱/۵۱	۰/۰۸	۱/۱۶	۱/۸۱	۱/۹۶	۲/۰۴	۱/۷۱	۰/۲۷	۰/۳۵	۰/۵	۲/۷۵
2O۲Na	۲/۱۷	۳/۴۱	۰/۰۱	۳/۵۴	۳/۴۶	۳/۲۸	۰/۰۷	۳/۵۹	۰/۵۹	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۸
K2O	۳/۸۷	۳/۹۶	۰/۳۵	۳/۶۵	۳/۸۳	۳/۸۸	۳/۳۱	۳/۷۷	۲/۸۸	۲/۱۷	۱/۸۸	۰/۳۶
TiO2	۰/۶۱	۰/۴۹	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۹	۰/۳	۰/۴	۰/۲۶	۰/۱۹
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۴۹	۰/۱۰۲	۰/۰۹۲	۰/۰۱۵	۰/۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۳۵
P2O5	۰/۳۱	۰/۲۹۶	۰/۱۴۴	۰/۱۵۴	۰/۳	۰/۲۷	۰/۱۸۱	۰/۲۰۲	۰/۲۳۸	۰/۳۰۲	۰/۱۵۴	۰/۰۷۳
L.O.I	۰/۶۴	۲/۴۴	۱/۶۲	۲/۰۲	۱/۸۶	۱/۴۴	۵/۴۸	۱/۵۸	۵/۳۸	۱/۴۹	۵/۴۲	۶/۰۲
S	۱۶۲	۰/۶۴	۰/۲۷	۰/۷۳	۰/۱۹	۰/۱۹	۱/۷	۰/۷۹	۰/۳۳	۰/۰۴	۰/۲۷	۰/۰۳
As	۲	۴	۲۶/۱	۳/۴	۰/۹	۲/۴	۱۸/۳	۲/۲	۱۰/۳	۱۳۲	۵/۱	۵۹/۶
Ba	۷۵۲	۷۲۰	۹۰	۶۰۰	۸۰۰	۱۱۱۰	۱۲۷۰	۷۹۰	۲۲۰	۳۱۰	۷۲۰	۵۵۰
Cd		۰/۴۳	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۲۹	۰/۵۹	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۲۳	۰/۰۷	۰/۰۴
Ce	۸۱	۹۱/۴	۵۲/۸	۳۵/۲	۹۰/۱	۷۵	۲۳/۸	۷۹/۲	۶۴/۱	۳۰/۲	۹۴/۵	۵/۵۶
Co	۸/۱	۱۳/۷	۲/۵	۴	۷/۵	۹	۸/۷	۴/۲	۰/۲	۳/۵	۱/۷	۱/۹
Cr	۲۳	۹	۹	۲۷	۱۰	۸	۱۹۹	۱۴	۱۱	۲۴۱	۹	۱۷
Cs	۲	۳/۰۹	۰/۸۵	۲/۰۸	۲/۷۲	۲/۶	۸/۵	۲/۰۶	۱/۳۹	۳/۹۵	۲/۶۹	۰/۸۳
Cu	۳۸	۴۴۳	۳۵/۸	۱۹۹	۱۵۱/۵	۳۰۹	۵۲/۴	۱۵/۲	۲۳/۵	۹۹/۳	۳۱/۳	۸/۶
Ga		۱۷/۳	۹/۹۲	۱۴/۶	۱۶/۱	۱۵/۵۵	۱۹/۰۵	۱۸/۲۵	۱۰/۵۵	۱۸/۷	۱۶/۶۵	۴۵/۶
Ge		۰/۳۶	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۳	۰/۲۲	۰/۳۶	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۱۶
Hf	۱/۶۳	۰/۵	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۱/۲	۰/۸	۰/۳	۰/۶	۰/۳
La	۴۸	۵۳	۳۰/۴	۲۲/۴	۵۲/۵	۴۴/۷	۱۲/۴	۴۷/۹	۳۷	۱۴/۷	۵۴/۹	۲/۴
Li	۱۲	۱۰/۲	۲۵	۱۲	۱۲/۳	۱۲/۷	۱۴	۱۱/۷	۲/۸	۳۹/۱	۱۹	۱۱/۵
Mo	۲/۲	۲۵/۱	۱۶/۶۵	۱۶/۳	۴۲/۸	۵۳/۹	۳۰/۹	۳/۱۹	۱۰/۷۵	۱۹/۵۵	۳۵	۰/۶۲
Nb	۲۰/۸	۲۳/۹	۱۸	۷/۶	۱۸/۶	۲۰	۱/۸	۱۷/۳	۱۶/۸	۲	۱۳/۳	۵/۴
Ni	۱۱	۱۵/۵	۲/۶	۶/۱	۵/۷	۷/۳	۱۶/۹	۶/۳	۱	۱۵/۹	۲/۴	۵/۱
Pb	۲۱	۳۴/۶	۶۹/۹	۶۷/۲	۲۶/۷	۳۰/۸	۲۵/۸	۳۷/۲	۱۷۵/۵	۳۸/۸	۵۷	۴/۶
Rb	۷۸	۱۱۱	۱۴/۵	۸۰/۹	۹۹/۷	۱۰۸	۱۳۴	۹۵	۷۵/۲	۷۳/۳	۸۵/۹	۲۱/۲
Re		۰/۰۷۸	۰/۰۲۲	۰/۰۵	۰/۱۷۵	۰/۲۱۷	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۰۲
Sb	۰/۵	۰/۵	۸/۹۹	۰/۲۹	۰/۷	۰/۲۹	۳/۹۸	۰/۴۹	۳/۷۱	۳/۹۳	۱/۳۷	۲/۹۸
Sc	۶/۶	۷/۲	۴/۱	۶/۵	۶/۷	۶/۹	۲۷/۴	۸/۸	۵/۳	۲۴/۳	۵/۵	۱۲/۸
Sr	۶۱۵	۴۳۳	۳۸۲	۲۱۷	۳۶۴	۳۸۲	۶۹/۸	۴۲۰	۲۷۲	۲۶۲	۱۶۴/۵	۱۴۲/۵
Ta	۲/۲۶	۴/۱۸	۱/۴۹	۲/۱۴	۱/۴۲	۳/۱۶	۱/۰۸	۱/۳۲	۱/۴۶	۰/۵	۱/۳۹	۰/۳۹
Te		۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۲۱	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲	۰/۴۲	۰/۱۴	۰/۱۵
Th	۱۹/۰۶	۲۲/۷	۱۵/۳	۴	۲۱/۷	۲۰/۱	۱/۷	۲۲/۳	۱۹/۱	۲	۲۵/۹	۶/۷
Tl	۰/۳۳	۰/۵۹	۰/۱۹	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۵۷	۲/۴	۰/۷۱	۲/۲۹	۱/۴۹	۰/۷۳	۰/۱۹
U	۳/۹۵	۴/۶	۱/۹	۱/۱	۵	۴/۳	۰/۳	۵/۵	۲/۸	۰/۶	۴	۰/۵
V	۷۳	۷۱	۴۱	۵۴	۸۰	۶۹	۲۴۱	۸۲	۵۴	۱۸۶	۴۹	۴۳
W	۲/۸	۳/۷	۶/۹	۳	۴/۴	۳/۶	۲	۲/۳	۶/۲	۰/۸	۳/۴	۱۱/۳
Y	۱۲/۹	۱۵	۶/۲	۵/۹	۱۳/۳	۱۲/۱	۴/۱	۸/۱	۴/۹	۹/۶	۸	۱۵/۳
Zn	۸۳	۱۷۸	۲۰	۶۵	۹۵	۱۰۰	۴۲	۶۲	۱۸	۲۲۷	۱۸	۲۹
Zr	۱۹	۱۳/۹	۸/۱	۲/۹	۶/۸	۶/۱	۵	۴۰/۲	۲۲/۴	۵/۵	۱۶/۲	۶/۳
Dy	۲/۳۶	۲/۹۲	۱/۵۳	۱/۱۵	۲/۸۵	۲/۵۸	۱/۸۷	۱/۹۴	۱/۱۹	۲/۵۳	۱/۸۳	۲/۴۳
Er	۱/۰۶	۱/۴۴	۰/۷۲	۰/۶	۱/۴۳	۱/۲۶	۰/۵۸	۰/۸۷	۰/۴۸	۱/۲۴	۰/۷۵	۱/۸
Eu	۱/۴۳	۱/۴۱	۰/۷۳	۰/۶۵	۱/۲۹	۱/۲۱	۰/۵	۱/۱۳	۰/۶۶	۰/۹	۱/۰۱	۰/۱۶
Gd	۳/۴۶	۳/۹۲	۲/۳۷	۱/۶۳	۳/۹۹	۳/۵۶	۱/۲۹	۳/۰۳	۲/۱۵	۲/۴۳	۳/۱۷	۱/۷۵
Ho	۰/۴۸	۰/۵۴	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۲	۰/۳۴	۰/۲۱	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۵۵
Lu	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۷۷	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۳۸
Nd	۳۱/۷	۳۳/۴	۱۹/۵	۱۳/۵	۲۹/۷	۲۸/۴	۸/۸	۲۸/۱	۲۱	۱۵/۱	۳۰/۷	۳/۷
Pr	۷/۲۱	۹/۲۴	۵/۴۵	۳/۶۶	۸/۸۷	۷/۹۳	۲/۳۴	۸/۰۸	۶/۲۸	۳/۵	۸/۸۷	۰/۴۵
Sm	۴/۶۴	۵/۵۵	۳/۰۵	۲/۱۳	۴/۸۹	۴/۶۷	۱/۶۴	۴/۳۶	۳/۰۸	۲/۹۳	۴/۵۵	۱/۰۷
Tb	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۲۸	۰/۲	۰/۵۱	۰/۴۶	۰/۱۹	۰/۳۶	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۳
Tm	۰/۲۲	۰/۲	۰/۱	۰/۰۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۱	۰/۲۸
Yb	۱/۱	۱/۳۲	۰/۵۴	۱/۷۸	۱/۱۵	۱/۰۸	۰/۴۳	۰/۸۷	۰/۴۶	۰/۷۹	۰/۷	۲/۰۲

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

زمین شیمی عناصر اصلی

تقریباً همه عناصر اصلی و فرعی، کم‌وبیش متحرک هستند و در عمل عنصر بی‌تحرک وجود ندارد (شکل ۶). تغییرات جرم در این پهنه نشان می‌دهد که عناصرMg, Mn, Ca با کاهش جرم و عناصر P, K, Si با افزایش جرم همراه بوده‌اند. افزایش سیلیس هماهنگ با سیلیسی شدن رایج است که یک ویژگی اصلی دگرسانی فیلیک به شمار می‌آید [۱۰]. چنین افزایشی اغلب در دگرسانی فیلیک مورد انتظار بوده، که به دلیل پیوستن آن بصورت رگه‌های کوارتز است. در واقع، حضور سیلیس به شکل‌های مختلف در درزه‌ها، رگه‌ها و رگچه‌ها در راستای رخ کانی‌ها و بصورت سیلیس ثانویه، سبب افزایش جرم سیلیس در این پهنه شده است. Na طی تشکیل پهنه دگرسانی فیلیک شدید در اثر دگرسانی شدید و تخریب فلدسپارها توسط محلول‌های دگرسان‌کننده از سامانه خارج شده است. بنظر می‌رسد که Ca نیز با فرایندی شبیه Na دچار شستشو گردیده است. افزایش عنصر K بدلیل تشکیل سریسیت بر پایه دگرسانی فیلیک است. همبستگی این عنصر در ضرایب همبستگی حالت منفی را نشان می‌دهد، که می‌تواند ناشی از دگرسانی نمونه‌های سطحی و خروج K از سامانه باشد. افزایش جرم Fe در این پهنه به احتمالا بسیار می‌تواند بدلیل واکنش آهن ناشی از دگرسانی کانی‌های مافیک با آهن وگوگرد موجود در سیال‌های گرمابی و تولید کانی پیریت باشد. غنی‌شدگی عنصر P در این پهنه به احتمال بسیار در اثر تخریب کانی‌های آپاتیت سنگ مادر گرانودیوریتی و تمرکز دوباره آنها به صورت کانی‌های ثانویه فسفات‌دار بوده است. هرچند بخشی از عنصرP نیز ممکن است با محلول‌های دگرسان‌کننده به سامانه اضافه گردیده باشد. کاهش عنصر Mg طی تشکیل پهنه دگرسانی فیلیک شدید نشان‌دهنده تشکیل فازهای کانیایی آبدار و خروج Mg از محلول‌های دگرسان کننده است. این در حالی است که عنصر Mg در نمونه‌های دیگر بعلت همپوشی دو پهنه فیلیک و پروپیلیتیک تا حدی افزایش یافته است. کاهش عنصر Mn در نمونه‌های دگرسانی شدید فیلیک در اثر تخریب کانی‌های فرومنیزین در سامانه‌های واکنشی سنگ– آب و آزادشدن Mn از محلول‌های دگرسان‌کننده رخ داده اما افزایش آن در نمونه‌های فیلیک-پروپیلیتیک بیانگر ورود این عنصر توسط محلول‌های درونزاد مسئول دگرسانی به سامانه و تثبیت آن در کانی‌های ثانویه چون کلریت است. عنصر Mn نیز بدلیل داشتن همبستگی مثبت با عنصر Fe (۰/۷۳) رفتاری شبیه این عنصر را نشان می‌دهد، افزایش Mn می‌تواند به دلیل شعاع یونی و بار مشابه +Mn2 و +Fe2 باشد. غنی‌شدگی مواد فرار (L.O.I) به دلیل تشکیل کانی‌های ثانویه آبداری چون سریسیت در این پهنه است.



شکل ۶ تغییرات جرم عناصر اصلی ، فرعی و L.O.I در نمونه‌های مورد بررسی در پهنه دگرسانی فیلیک شدید و فیلیک- پروپیلیتیک که نمونه F5 به نسبت سالم و Q33 ,36 ,37 ,51 ,65 دگرسان شده هستند

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

افزایش درجه دگرسانی به کاهش K_2O, CaO, MgO و Na_2O و غنی‌شدگی Al_2O_3 منجر می‌شود. برای این موارد از شاخص شیمیایی دگرسانی اســتفاده می‌شــود. [۱۱]:

$$CIA= Al_2O_3/(Al_2O_3 +CaO+Na_2O+K_2O)\times 100$$

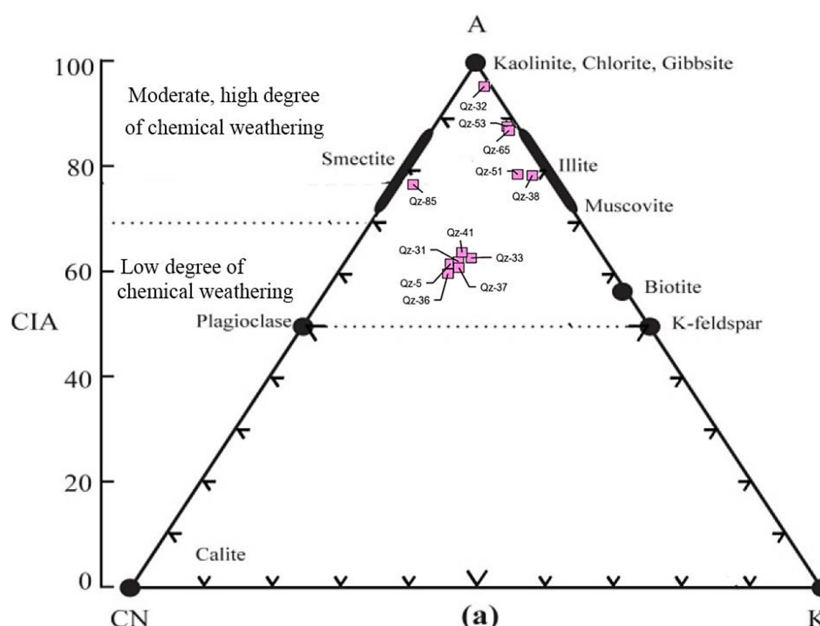
بیشینه مقدار CIA برای سنگ‌های سالم ۵۰٪ است که با افزایش شدت دگرسانی و حمل عناصر قلیایی این مقدار می-تواند تا ۱۰۰٪ افزایش یابد. نتایج محاسبه این شاخص برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی در جدول ۲ آورده شده، که بیشترین مقدار برای نمونه Qz-32 با بیشترین دگرسانی و کمترین مقدار برای Qz-36 سالم‌ترین نمونه است. بر پایه نمودار ACNK ارائه شده توسط نسبیت و یانگ [۱۱]، وضعیت دگرسانی و CIA بررسی شد که نمونه‌های مربوط به دگرسانی‌های آرژیلیک و آرژیلیک-سیلیسی و سیلیسی به قطب A نزدیک شده و نمونه‌های پروپیلیتیک به سمت قطب CN منحرف شده‌اند. نمونه‌های تقریبا سالم نیز نزدیک خط فلدسپارقلیایی- پلاژیوکلاز قرار دارند (شکل۷).

زمین شیمی عناصر فرعی و کمیاب

با مقایسه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های دگرسان شده با سنگ‌های غیردگرسان می‌توان آثار فرایندهای دگرسانی بر پراکندگی عناصر را ارزیابی نموده و رفتارهای زمین شیمیایی عناصر مختلف را در این شرایط بررسی کرد. تجزیه زمین-شیمیایی نمونه‌های سنگ خاستگاه دگرسان شده به منظور تعیین تغییر جرم طی مراحل مختلف دگرسانی انجام شد. با تجزیه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، عناصر فرعی، عناصر عبوری جزئی، عناصر با شدت میدان بالا و عناصر سنگ دوست درشت یون تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ خاستگاه دگرسان نشده، تغییرات ترکیب سنگ و واکنش بین سنگ و آب طی تکامل دگرسانی گرمابی مشخص می‌شوند [۱۲]. برای محاسبه تغییرات جرم در سامانه‌های دگرسانی از روش‌های زمین-شیمیایی چون روش هم غلظت [۱۳] روش عامل حجم [۱۴] و روش عناصر غیرمتحرک [۱۶،۱۵] استفاده می‌شود.

جدول۲ شاخص شیمیایی دگرسانی نمونه‌های منطقه مورد بررسی.

نمونه	Qz-5	Qz-31	Qz-32	Qz-33	Qz-36	Qz-37	Qz-38	Qz-41	Qz-51	Qz-53	Qz-65	Qz-85
CIA	۶۲٫۱۶	۶۲٫۵۶	۹۵٫۷۸	۶۳٫۲۵	۶۰٫۲۸	۶۱٫۴۱	۷۸٫۹۰	۶۴٫۳۲	۷۹٫۱۲	۸۸٫۱۷	۸۷٫۴۴	۷۷٫۲۰



شکل۷ موقعیت نمونه‌ها در نمودار ACNK [۱۱] .

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

در این روش‌ها، از عناصری چون Ti ,Zr ,Hf ,Nb ,Cr ,Al به عنوان عناصر شاخص غیرمتحرک برای محاسبه تغییرات جرم استفاده شده و تغییرات عناصر دیگر نسبت به این عناصر ارزیابی می‌شوند. برای بررسی توزیع و پراکندگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در پهنه دگرسانی فیلیک از روش زمین شیمیایی تغییرات جرم استفاده شد. برای تعیین تغییرات جرم عناصر اصلی و فرعی در منطقه مورد بررسی، تعداد ۶ نمونه از ۱۲ نمونه بررسی شده با روش ICP-MS، بعنوان نمونه‌های دگرسان شده (جدول ۳) در نظر گرفته شدند.

جدول ۳ تغییرات جرم عناصر اصلی، فرعی در نمونه‌های مورد بررسی.

	نمونه سالم	نمونه های دگرسانی فیلیک-پروپیلیتیک			نمونه های دگرسانی فیلیک شدید	
عناصر	F5	Q33	Q36	Q37	Q51	Q65
عناصر اصلی						
SiO_2	۰	۴۹/۵۳	۱۱/۳۷	۱۸/۹۱	۷۵/۸۳	۹۵/۶۰
Al_2O_3	۰	۵/۷۶	۱/۳۰	۱/۹۲	۱۰/۰۴	۱۶/۳۶
CaO	۰	-۲/۹۵	-۰/۸۴	-۱/۴۰	-۳/۲۲	-۳/۱۶
Fe_2O_3	۰	۳/۵۶	۰/۸۰	۰/۸۷	-۲/۵۷	۲/۱۸
MgO	۰	-۰/۰۰۸	۰/۱۸	۰/۵۲	-۱/۴۲	-۰/۸۳
Na_2O	۰	۳/۶۹	۱/۸۷	۱/۹۳	-۱/۰۵	-۲/۰۱
K_2O	۰	۲/۱۷	۰/۶۱	۰/۹۸	۱/۵۵	۰/۲۶
TiO_2	۰	-۰/۰۳	-۰/۰۳	-۰/۰۳	-۰/۰۴	-۰/۰۳
MnO	۰	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	-۰/۰۷	-۰/۰۶
P_2O_5	۰	-۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۰۲
L.O.I	۰	۲/۷۰	۱/۵۳	۱/۱۶	۹/۴۹	۱۱/۲۷
LILE(M.C)						
Ba	۰	۲۴۱/۹۱	۱۸۴/۲۴	۶۳۷/۱۲	-۳۳۷/۵۰	۸۳۰/۶۱
Pb	۰	۹۰/۳۱	۱۰/۲۴	۱۷/۵۴	۳۰۹/۶۵	۱۰۴/۲۹
Th	۰	-۱۲/۴۳	۶/۳۳	۶/۰۹	۱۶/۹۲	۳۷/۸۷
Sr	۰	-۲۵۵/۵۳	-۱۸۹/۰۰	-۱۳۶/۹۴	-۱۰۲/۵۳	-۲۵۳/۴۱
Rb	۰	۵۶/۰۱	۳۸/۶۷	۵۷/۱۵	۶۳/۶۸	۱۱۰/۸۱
U	۰	-۲/۱۲	۱/۹۰	۱/۴۳	۱/۳۲	۴/۸۴۲
HFSE(M.C)						
Zr	۰	-۱۴/۱۹	-۱۱/۰۴	-۱۱/۳۶	۲۳/۲۰	۱۶/۶۰
Hf	۰	-۱/۲۹	-۱/۳۹	-۱/۳۷	-۰/۱۲	-۰/۳۱
Ta	۰	۱/۲۸	-۰/۵۹	۱/۶۹	۰/۴۹	۰/۷۹
Nb	۰	-۸/۲۱	۰/۹۶	۴/۲۲	۱۰/۸۵	۸/۴۳
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰
P	۰	-۱۸۲/۱۳	۲۴۱/۱۰	۱۸۴/۷۲	۶۶۷/۴۲	۱۸۰/۷۱
Y	۰	-۳/۱۲	۲/۶۶	۲/۲۴	-۳/۶۶	۴/۶۸
TRTE(M.C)						
Ag	۰	۰/۵۴	۰/۰۸۷	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۲۰
Co	۰	-۱/۴۷	۰/۷۹	۳/۱۶	-۷/۷۲	-۴/۳۶
Cr	۰	۲۱/۷۲	-۱۱/۲۹	-۱۲/۹۸	-۲/۲۷	-۳/۲۱
Cu	۰	۲۹۱/۶۴	۱۳۹/۳۰	۳۴۸/۷۰	۶/۲۷	۳۰/۷۹
Mo	۰	۲۴/۸۰	۴۷/۸۸	۶۵/۲۵	۱۸/۰۵	۷۴/۷۳
Ni	۰	-۰/۸۹	-۴/۳۲	-۱/۸۶	-۹/۱۱	-۵/۷۲
W	۰	۲/۱۶	۲/۳۴	۱/۷۰	۸/۸۸	۴/۶۷
Zn	۰	۲۴/۶۷	۲۸/۱۷	۴۲/۱۴	-۴۹/۰۸	-۴۳/۴۳
V	۰	۱۶/۴۵	۲۰/۶۲	۱۳/۳۵	۲۸/۷۳	۳۴/۷۰
LREE (M.C)						
Ce	۰	-۲۲/۶۹	۲۴/۴۴	۱۲/۸۵	۳۹/۷۶	۱۲۶/۷۱
La	۰	-۱۰/۸۹	۱۳/۴۴	۷/۹۴	۲۱/۷۱	۷۲/۶۷
Eu	۰	-۰/۳۵	۰/۰۷	۰/۰۸	-۰/۱۸	۰/۷۹
Nd	۰	-۹/۳۳	۳/۰۵	۳/۸۴	۷/۸۶	۳۵/۷۸
Pr	۰	-۱/۱۴	۳/۱۷	۲/۷۱	۴/۶۲	۱۲/۲۸
Sm	۰	-۱/۱۱	۰/۸۴	۱/۲۰	۱/۱۶	۵/۳۶
HREE (M.C)						
Gd	۰	-۰/۷۵	۱/۲۰	۰/۹۹	۰/۵۹	۳/۵۰
Dy	۰	-۰/۴۵	۰/۹۷	۰/۸۶	-۰/۱۱	۱/۶۶
Er	۰	-۰/۰۶	۰/۶۱	۰/۵۱	-۰/۱۵	۰/۵۸
Ho	۰	-۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۳	-۰/۰۸	۰/۲۲
Lu	۰	-۰/۰۳۷	۰/۰۲	۰/۰۴	-۰/۰۳	۰/۰۷۱
Tb	۰	-۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۰۹	-۰/۰۰۸	۰/۳۱
Yb	۰	۱/۸۴	۰/۲۴	۰/۲۵	-۰/۲۳	۰/۴۳

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

به این منظور، یکی از نمونه‌های به نسبت سالم به عنوان سنگ مرجع مقایسه، سه نمونه با دگرسانی فیلیک-پروپیلیتیک و دو نمونه با دگرسانی شدید فیلیک انتخاب گردیدند. عنصر Ti بعنوان عنصر غیرمتحرک انتخاب شد. در این جا، تغییرات کمی جرم عناصر با روش عناصر غیر متحرک [۱۵] محاسبه شد، که برپایه‌ی عنصر ناظر بی‌تحرک، عامل غنی‌شدگی EF و ترکیب بازسازی شده RC است:

(۲) فراوانی عنصر Ti در نمونه دگرسان شده / فراوانی عنصر Ti در نمونه غیردگرسان=E.F

(۳) (E.F) × فراوانی ترکیب اکسیدی عنصر در نمونه دگرسان R.C =

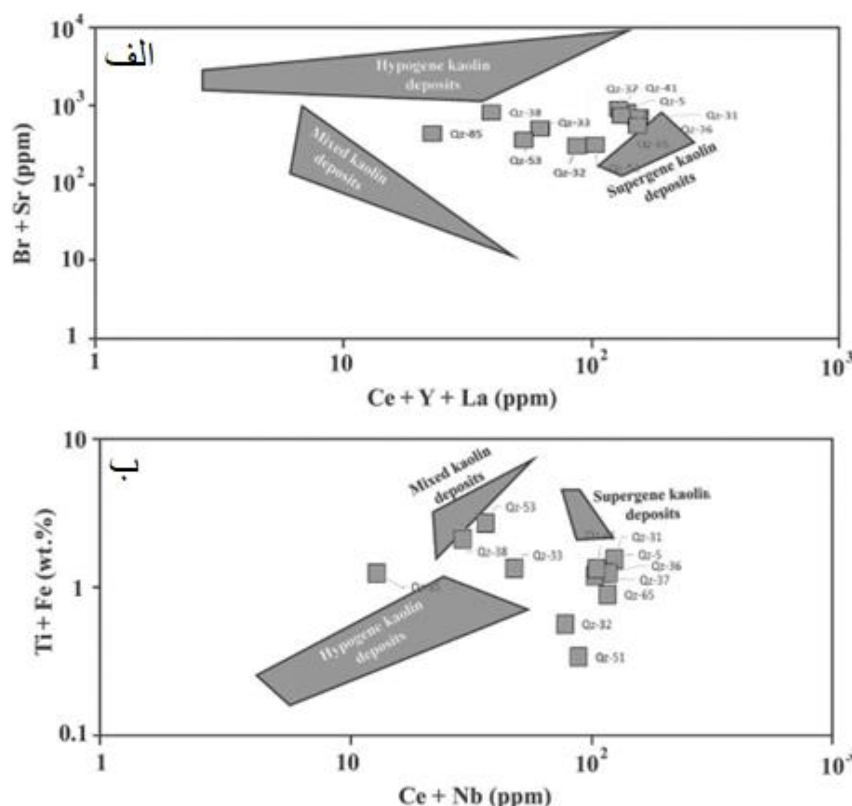
سرانجام تغییر جرم (MC) از رابطه زیر محاسبه شد:

(۴) فراوانی عنصر در نمونه غیردگرسان-(R.C) = M.C

که نتایج به دست آمده در جدول ۳ ارائه شده است.

برای تعیین خاستگاه سیال‌های دگرسان کننده سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نمودارهای Ba+Sr نسبت به Ca+Y+La و $TiO_2+Fe_2O_3$ نسبت به Cr+Nb [۱۷] و همچنین از نمودار Zr نسبت به TiO_2 [۱۸] استفاده گردید (شکل۸).

درجه تفکیک عناصرخاکی نادر را می‌توان از نسبت غلظت عناصر خاکی نادر سبک LREE: (Ce ,La) به غلظت عناصر خاکی نادر سنگین HREE : (Y ,Yb) به دست آورد. برای بررسی جدایش REEها، نسبت $(La/Yb)_N$ و همچنین برای بررسی جدایش LREEها و HREEها به ترتیب نسبت‌های $(La/Sm)_N$ و $(Gd/Yb)_N$ محاسبه شد (جدول ۴). نسبت $(La/Yb)_N$ در نمونه‌های با دگرسانی فیلیک شدید بیشتر از نمونه تقریباً سالم بوده و نشان می‌دهد که غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها بیشتر از نمونه سالم است. غنی‌شدگی LREEها نیز ممکن است باعث افزایش این نسبت شود. آستانه نسبت $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های دگرسان شده بیشتر از نمونه سالم بوده که گویای غنی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) است. نسبت $(Gd/Yb)_N$ در نمونه‌های دگرسان شده بیشتر از نمونه سالم بوده که نشانگر غنی‌شدگی MREEها نسبت به HREEهاست.



شکل ۸ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف- نمودار Ce+Y+La نسبت به Ba+Sr، ب- نمودار Ce+Nb نسبت به Ti+Fe برای تعیین خاستگاه سیال‌های دگرسان کننده [۱۷].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

جدول ۴ ناهنجاری Ce و Eu و سایر نسبت‌های عناصر خاکی نادر در پهنه دگرسانی فیلیک شدید و فیلیک-پروپیلیتیک.

	نمونه سالم	نمونه‌های با دگرسانی فیلیک- پروپیلیتیک			نمونه‌های دگرسانی فیلیک شدید	
نمونه	Qz f5	Qz33	Qz36	Qz37	Qz51	Qz65
Ce	۸۱	۳۵/۲	۹۰/۱	۷۵	۶۴/۱	۹۴/۵
La	۴۸	۲۲/۴	۵۲/۵	۴۴/۷	۳۷	۵۴/۹
Eu	۱/۴۳	۰/۶۵	۱/۲۹	۱/۲۱	۰/۶۶	۱/۰۱
Gd	۳/۴۶	۱/۶۳	۳/۹۹	۳/۵۶	۲/۱۵	۳/۱۷
Sm	۴/۶۴	۲/۱۳	۴/۶۹	۴/۶۷	۳/۰۸	۴/۵۵
Yb	۱/۱	۱/۷۸	۱/۱۵	۱/۰۸	۰/۴۶	۰/۷
Ce/Ce*	۱/۰۶	۰/۹۵	۱/۰۲	۰/۹۷	۱/۰۳	۱/۰۴
Eu/Eu*	۱/۰۹	۱/۰۶	۰/۹۱	۰/۹	۰/۷۸	۰/۸۱
(Gd/Yb)CN	۲/۶	۰/۷۵	۲/۸۷	۲/۷۲	۳/۸۶	۳/۷۴
(La/Yb)CN	۳۱/۳	۹/۰۲	۳۲/۷۴	۲۹/۶۸	۵۷/۶۹	۵۶/۲۵
(La/Sm)CN	۶/۶۷	۶/۷۸	۷/۲۲	۶/۱۷	۷/۷۵	۷/۷۸

برای بررسی رفتار این عناصر طی دگرسانی، نسبت‌های Eu/Eu* و Ce/Ce* با استفاده از روابط زیر محاسبه شدند.

$$Eu/Eu^* = Eu_n/[((Sm)_n*(Gd)_n)^{1/2}]$$
$$Ce/Ce^* = Ce_n/[((La)_n*(Pr)_n)^{1/2}]$$

براساس محاسبات انجام شده، آستانه نسبت Eu/Eu×در نمونه-های دگرسان شده کمتر از نمونه سالم است (جدول ۴) که بیانگر شستشوی شدید کلسیم پلاژیوکلازها طی دگرسانی فیلیک است. با توجه به جانشینی یوروپیوم دو ظرفیتی در شبکه پلاژیوکلاز، بنظر می‌رسد که همزمان با شستشوی شدید کلسیم، یوروبیوم نیز متحرک‌شده و در شرایط دگرسانی فیلیک شدید از سامانه خارج شده است. نسبت Ce/Ce* برای نمونه سالم و بیشتر نمونه‌های دگرسان شده تقریباً یکسان است.

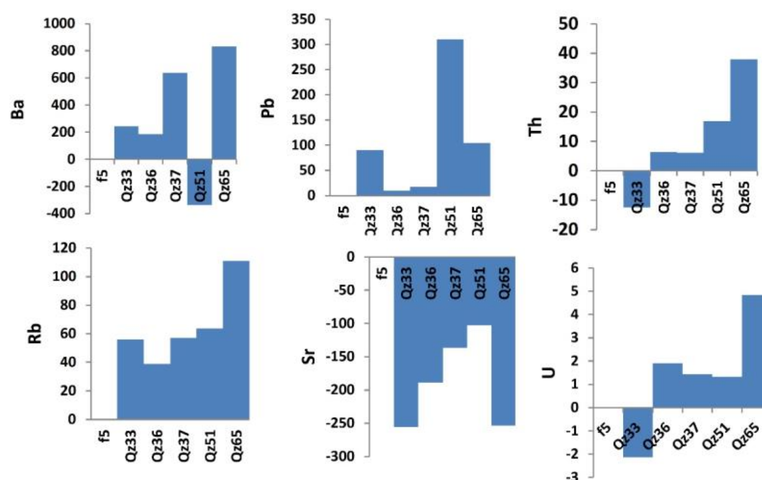
عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE)

عناصر سنگ دوست درشت یون شامل K, Rb, Sr, Th, U، Ba و Pb در نمونه‌های دگرسان‌شده نسبت به نمونه به نسبت سالم غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). غنی-شدگی Ba را می‌توان به حضور این عنصر در رگه‌های کانی سازی شده که توسط محلول‌های دگرسان کننده بوجود آمده-اند نسبت داد [۱۹–۲۱]. سرانجام طی تشکیل پهنه دگرسان-کننده، Ba به دلیل حضور در رگه‌های کانی سازی شده به احتمال بسیار توسط محلول‌های دگرسان کننده وارد این پهنه دگرسانی شده و غنی‌شدگی نشان می‌دهد. عنصر Sr یک عنصر ناسازگار است و در شرایط ماگمایی می‌تواند جانشین K و Ca شود. این عنصر در کانی‌های سیلیکاتی کلسیم‌دار بصورت پذیرفته شده و در کانی‌های پتاسیم‌دار بصورت اسیر شده جایگیری می‌کند [۱]. یافته‌های موجود نشان می‌دهد که عنصر Sr در سنگ‌های آذرین بیشتر در پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم حضور دارد و تهی‌شدگی این عنصر در پهنه‌های دگرسانی مورد بررسی به احتمال بسیار بدلیل تخریب کانی‌های نام برده در سامانه واکنشی آب-سنگ صورت گرفته است. غنی‌شدگی عنصر Pb نشان می‌دهد که این عنصر توسط محلول‌های دگرسان کننده درونزاد به سامانه اضافه شده است. غنی‌شدگی عنصر Rb براساس ویژگی‌های زمین شیمیایی آن قابل تفسیر است، زیرا در سیال گرمابی انباشته شده و همراه با هجوم سیال به مناطق پیرامون در پهنه‌های دگرسانی مستقر می‌شود. از سویی، غنی‌شدگی این عنصر ممکن است در ارتباط با تشکیل سریسیت نیز باشد. غنی‌شدگی عناصر U و Th به احتمال بسیار ناشی از شرایط اسیدی و جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و نیز به دلیل حضور در شبکه کانی زیرکن است [۲۰،۲۱].

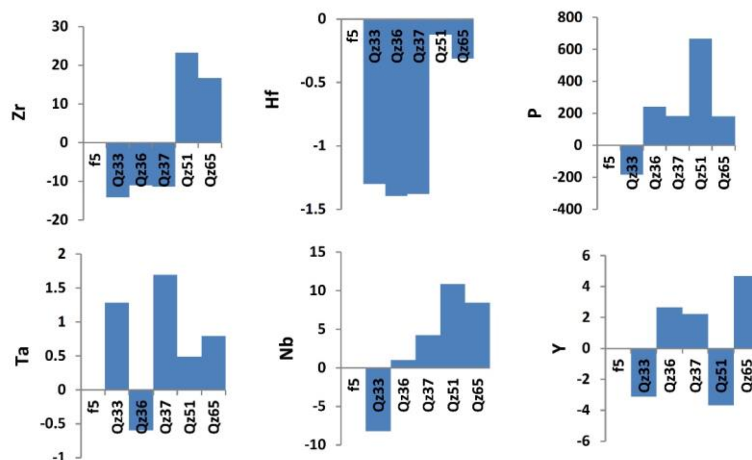
عناصر با شدت میدان‌بالا (HFSE)

عناصر با شدت میدان بالا شامل Y P, Nb, Ta, Hf, Zr, هستند (شکل۱۰). افزایش جرم Zr در نمونه‌های به شدت فیلیک می‌تواند دلیلی بر حضور این عنصر در شبکه کانی‌های مقاوم چون زیرکن و یا غنی‌شدگی در ازای این عنصر به دلیل کاهش حجم سامانه باشد. افزایش جرم Nb نیز مانند زیرکن می‌تواند بیانگر حضور این عناصر در شبکه کانی‌های مقاومی چون زیرکن باشد. ازعوامل افزایش Ta می‌توان به بی‌تحرکی آن و کاهش حجم سامانه به همراه عملکرد ضعیف محلول‌های دگرسان‌کننده در شستشوی این عنصر اشاره کرد. کاهش جرم عنصر Hf نشان می‌دهد که محلول‌های مسؤول دگرسانی ماهیت اسیدی داشته‌اند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]



شکل ۹ تغییرات جرم عناصر سنگ دوست درشت یون در نمونه‌های مورد بررسی در پهنه دگرسانی فیلیک شدید و فیلیک- پروپیلیتیک که نمونه F5 به نسبت سالم و 65، 51, 37, 36, Q33 دگرسان شده هستند.

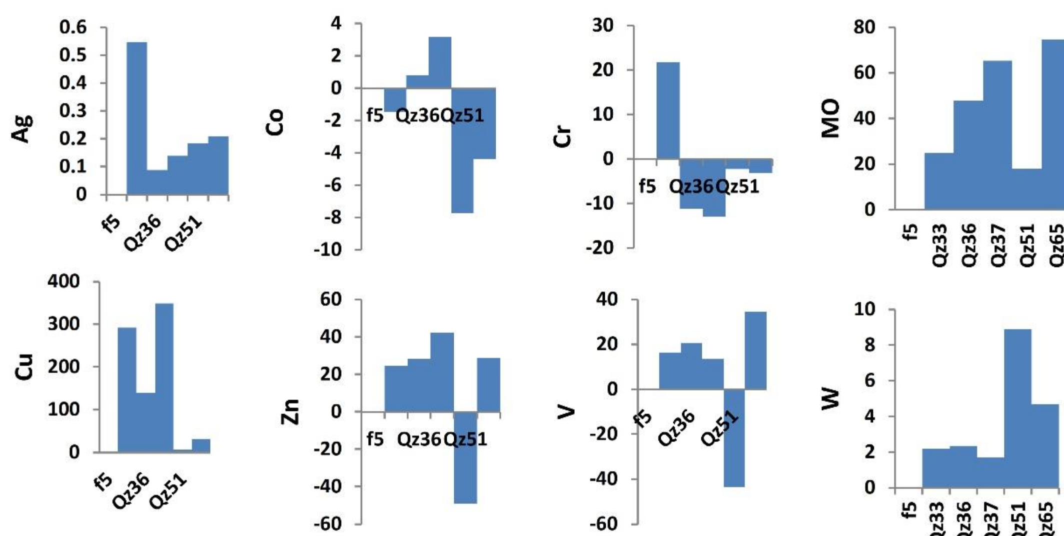


شکل۱۰ تغییرات جرم عناصری با شدت میدان بالا در نمونه‌های مورد بررسی در پهنه دگرسانی فیلیک شدید و فیلیک– پروپیلیتیک که نمونه F5 به نسبت سالم و 65, 51, 37, 36, Q33 دگرسان شده هستند.

عناصر جزئی عبوری (TRTE)

عناصر جزئی عبوری شامل عناصر Mo, Cr, V, Co, Ni, Sc, Zn Cu, W, هستند (شکل ۱۱). Cu نسبت به نمونه سالم غنی‌شدگی نشان می‌دهد، اما نکته مهم این است که در مقایسه با پهنه پتاسیمی، در نوع خود با کاهش مواجه بوده است، زیرا این پهنه در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت از پهنه پتاسیمی، شکل گرفته و بر آن همپوشی کرده و سیال کانه‌دار بیشتر کانی‌های سولفیدی مس را در پهنه پتاسیمی برجای گذاشته است. مس در این پهنه بصورت کانی‌های سولفیدی چون کالکوپیریت در رگه و رگچه‌ها حضور دارد. در واقع، غنی‌شدگی عنصر مس در کنار عنصر S بیانگر ورود محلول‌های درونزاد به سامانه و تشکیل کانه فلزی بصورت فازهای سولفوری مس است. تهی‌شدگی عنصر Co در نمونه‌های با دگرسانی فیلیک شدید گویای شکسته شدن کانی‌های فرو منیزین است. افزایش جرم عنصر V می‌تواند دلیلی بر ورود آن توسط محلول‌های دگرسان‌کننده به سامانه باشد. کاهش جرم عنصر Cr در پهنه بیانگر pH ضعیف محلول‌های گرمابی است که توانایی انحلال کمی در مقایسه با محلول‌های گرمابی با ماهیت اسیدی بالا دارند. افزایش جرم Ag می‌تواند دلیلی بر ورود این عنصر توسط محلول‌های دگرسان‌کننده به سامانه باشد. غنی‌شدگی Zn، نشان می‌دهد که این عنصر توسط محلول‌های دگرسان‌کننده درونزاد به سامانه اضافه شده است. غنی‌شدگی W نیز نشان می‌دهد که این عنصر توسط محلول‌های دگرسان‌کننده درونزاد به سامانه اضافه شده‌است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]



شکل ۱۱ تغییرات جرم عناصر جزئی عبوری در نمونه‌های مورد بررسی در پهنه دگرسانی فیلیک شدید و فیلیک–پروپیلیتیک که نمونه F5 به نسبت سالم و 65. 51, 37, 36, Q33 دگرسان شده هستند.

برداشت

واحدهای منطقه قیزیلیق شامل توده نفوذی کوارتزمونزونیت پورفیری، توده گرانودیوریت پورفیری، دایک‌های برآمده از توده گرانودیوریت پورفیری و بازالت‌ها هستند. کانی‌های تشکیل-دهنده این سنگ‌ها بیشتر شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پیروکسن و کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، کلریت، کائولینیت، اکسیدهای آهن هستند و همچنین بافت آنها پورفیریک، گلومروپورفیری و خال خال است. مهمترین فرایند پس از جایگیری توده‌های نفوذی در منطقه، فعالیت سامانه گرمابی و در پی آن دگرسانی و کانی‌سازی در توده پورفیری و سنگ‌های پیرامون آن است. مهمترین دگرسانی‌های موجود در منطقه منطبق بر سه پهنه فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی هستند. کانی‌های سولفیدی دیده شده در منطقه بیشتر پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و مولیبدنیت هستند. کاهش Mg در طی تشکیل پهنه دگرسانی فیلیک شدید نشان دهنده تشکیل فازهای کانیایی آبدار و خروج Mg به محلول‌های دگرسان‌کننده است. کاهش Mn در نمونه‌های با دگرسانی فیلیک شدید به دلیل تخریب کانی‌های فرومنیزین در سامانه-های واکنشی سنگ- آب و آزادشدن Mn به محلول‌های دگرسان‌کننده رخ داده اما افزایش آن در نمونه‌های فیلیک- پروپیلیتیک نشان دهنده ورود این عنصر توسط محلول‌های درونزاد مسؤول دگرسانی به سامانه و تثبیت آن در کانی‌های ثانویه چون کلریت است. Na طی تشکیل پهنه دگرسانی فیلیک شدید در اثر دگرسانی شدید و تخریب فلدسپارها توسط محلول‌های دگرسان‌کننده از سامانه خارج شده است. افزایش عنصر K بدلیل تشکیل سریسیت است و همبستگی منفی آن می‌تواند ناشی از دگرسانی نمونه‌های سطحی و خروج K از سامانه باشد. غنی‌شدگی عنصر P در این پهنه به احتمال بسیار ناشی از تخریب کانی‌های آپاتیت سنگ مادر گرانودیوریتی و تمرکز دوباره آنها به صورت کانی‌های ثانویه فسفات‌دار است. عناصر سنگ دوست درشت یون Pb, U, Th, Rb, K, Ba در نمونه‌های دگرسان شده غنی‌شدگی و عنصر Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی Ba را می‌توان به حضور این عنصر در رگه‌های کانی‌سازی شده که توسط محلول‌های دگرسان‌کننده بوجود آمده‌اند نسبت داد. غنی-شدگی Rb بر اساس ویژگی‌های زمین شیمیایی آن قابل تفسیر است زیرا در سیال گرمابی انباشته شده و همراه با هجوم سیال به مناطق پیرامون در پهنه‌های دگرسانی مستقر می‌شود. از سویی، غنی‌شدگی این عنصر ممکن است در ارتباط با تشکیل سریسیت نیز باشد.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از معاونت محترم پژوهش و فناوری دانشگاه تبریز بخاطر در اختیار گذاشتن امکانات مالی پژوهش و نیز از داوران محترم و مسئولین گرامی مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران جهت هرچه پربارتر شدن مقاله، کمال تشکر و قدردانی را دارند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.257]

مراجع

[1] Brian M., Carleton B.M., *"Principles of Geochemistry"* (1982).

[2] Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E., *"Exploration for Epithermal Gold Deposits"*. (2000).

[3] Alavi M., *"Tectonostratigraphic Synthesis and Structural Style of the Alborz Mountain System in Northern Iran"* J. Geodyn. 1996, 21, 1–33, doi:10.1016/0264-3707(95)00009-7.

[4] Iranian A., *"1: 25000 scale Geological map of Qizlliq area"*, Iranian mine Company, (2015). 1 Sheet.

[5] Moayyed M., Azimzadeh A.M., Azamirad H., Taghizadeh M., Esmaeili A.R., Marangi H., *"Introduction of Qizilliq Cu- Mo porphyry prospect in Sarab NW Iran based on petrography, alteration, mineralization, and fluid inclusion studies(In Persian)",* Second Bieennial Iranian National Fluid Inclusion conference, Universuty of Zanjan, (2017), 179- 187.

[6] Hosseinzadeh Gh, Calagari A. A., Moayyed M., Hadj-Alilu B., Moazzen M., *"Study of Hypogen Alteration and Copper Mineralization in Sonajil Area (East of Herris, East Azarbaidjan)(In Persian)."* Scientific Quarterly Journal of Geosciences 19, no. 74 (2010): 3-12.

[7] Hosseinzadeh M. R., Maghfouri S., Ghorbani M., Moayyed M., *"Different types of vein-veinlets related to mineralization and fluid inclusion studies in the Sonajil porphyry Cu-Mo deposit, Arasbaran magmatic zone (In Persian)"* Scientific Quarterly Journal of Geosciences 26, no. 101 (2016): 219-230.

[8] Hosseinzadeh G. H. A. D. E. R., Moayyed M., Calagari A. A., Hajialilu B., *"Studies of petrography and petrogenesis of Incheh intrusive body, east of Heris, East-Azarbaidjan (In Persian)"* ijcmir Vol. 16 Issue 2 (2008), 189-206.

[9] Fathi R., *"Geochemistry of Alteration zones in Qizlliq areain north of Sarab(NW Iran) (In Persian)"*, Msc., Thessis, Tabriz University, (2018), 285p.

[10] Hezarkhani A., *"Mass Changes during Hydrothermal Alteration/Mineralization at the Sar-Cheshmeh Porphyry Copper Deposit, Southeastern Iran"*. Int. Geol. Rev. (2006), 48, 841–860.

[11] Nesbitt H.W., Young G.M., *"Prediction of Some Weathering Trends of Plutonic and Volcanic Rocks Based on Thermodynamic and Kinetic Considerations"* Geochim. Cosmochim. Acta (1984), 48, 1523–1534.

[12] Karakaya Necati, *"REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence."* Journal of Geochemical Exploration 101.2 (2009): 185-208.

[13] Grant J.A., *"The Isocon Diagram; a Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic Alteration"* Econ. Geol. (1986), 81, 1976–1982.

[14] Gresens R.L., *"Composition-Volume Relationships of Metasomatism"*. Chem. Geol. (1967), 2, 47–65.

[15] MacLean W.H., *"Mass Change Calculations in Altered Rock Series"* Miner. Depos. (1990), 25, 44–49.

[16] Nesbitt H.W., Markovics G., *"Weathering of Granodioritic Crust, Long-Term Storage of Elements in Weathering Profiles, and Petrogenesis of Siliciclastic Sediments"* Geochim. Cosmochim. Acta (1997), 61, 1653–1670.

[17] Dill H.G., Bosse H.-R., Henning K.-H., Fricke A., Ahrendt H., *"Mineralogical and Chemical Variations in Hypogene and Supergene Kaolin Deposits in a Mobile Fold Belt the Central Andes of Northwestern Peru*" Miner. Depos. (1997), 32, 149–163.

[18] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., *"Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina." 2001. A Clay Odyssey* 1 (2003): 123.

[19] Barnett M.O., Jardine P.M., Brooks S.C., Selim H.M., *"Adsorption and Transport of Uranium (VI) in Subsurface Media"* Soil Sci. Soc. Am. J. (2000), 64, 908–917.

[20] Turner G.D., Zaehara J.M., Mckinely J.P., Smith S.C., *"Surface-Charge Properties and Reaction on Metabauxites: An Example from Naxos"* J. Struct. Geol. (1996).

[21] Hudson E.A., Terminello L.J., Viani B.E., Denecke M., Reich T., Allen P.G., Bucher J.J., Shuh D.K., Edelstein N.M., *"The Structure of U 6+ Sorption Complexes on Vermiculite and Hydrobiotite"* Clays Clay Miner. (1999), 47, 439–457.